نشریه آب و خاک (علوم و صنایع کشاورزی)
جلد ۳۵، شماره ۳، مرداد – شهریور ۱۴۰۰، ص. ۴۵۹-۴۴۵

Journal of Water and Soil
Vol. 35, No. 3, Jul.-Agu. 2021, p. 445-459

مقاله پژوهشی

شناسایی رژیم بارش ناحیه خزری

حسین عساکره[۱]*- نسرین ورناصری قندعلی[۲]

تاریخ دریافت: ۱۳۹۹/۰۹/۰۳
تاریخ پذیرش: ۱۳۹۹/۱۲/۲۵

چکیده

در پژوهش حاضر با استفاده از داده‌های روزانه ۳۸۵ ایستگاه همدید، اقلیم‌شناسی و باران‌سنجی سازمان هواشناسی کشور و ایستگاه‌های باران‌سنجی وزارت‌نیرو طی بازهٔ زمانی ۲۰۱۶-۱۹۶۶ جنبه‌های پنهان بارش و رژیم بارشی ناحیه خزری مورد بررسی قرار گرفت. در ابتدا نقشه‌های بارش روزانه با تفکیک مکانی ۳ × ۳ کیلومتر ایجاد شد و برای هر پیکسل ایجاد شده در نقشه، افت‌وخیز سینوسی بارش ۱۲ ماه سال براساس روش همسازها بررسی گردید. به‌منظور شناسایی الگوهای مکانی بارش براساس سهم تناوب‌های مختلف و نیز پهنه‌بندی آن از شگرد تحلیل خوشه‌ای استفاده‌شد. سپس نمایه یکنواختی و فصلی بارش برآورد شد. نتایج نشان می‌دهد، بیش‌ترین ضریب‌تغییرپذیری ماه‌به‌ماه بارش در خط ساحلی دریای خزر می‌باشد. این وضعیت گویای تغییرات فراوان ماه‌به‌ماه و عدم ثبات فصل بارشی در این مناطق است، با دور شدن از خط ساحلی ضریب تغییرات نیز به‌تدریج کاسته می‌شود به‌طوری‌که، کمینه آن در بخش‌هایی از ارتفاعات البرز می‌باشد. این امر گویای فعالیت سامانه‌های متنوع باران‌زایی و یا حداقل تداوم سامانه‌های باران‌زا در این نقاط و ثبات فصل بارشی است. نمایه یکنواختی نشانگر این است، در بخش‌های ساحلی دریای خزر توزیع بارش متمرکزتر است و با پیشروی به‌سمت مناطق جنوبی ناحیه توزیع زمانی بارش یکنواخت‌تر می‌گردد. نمایه‌فصلی بارش بیانگر وجود سه نوع رژیم بارش است. کم‌ترین وسعت مکانی مربوط به رژیم بارش یکنواخت می‌باشد، که در بخش‌های کوچکی از ارتفاعات البرز دیده‌می‌شود. گسترده‌ترین رژیم بارشی مربوط به رژیم یکنواخت با یک فصل مرطوب‌تر است. این رژیم بارشی در شرق و غرب ناحیه و جنوب دریای خزر مشاهده می‌شود. رژیم سوم که به رژیم عمدتاً فصلی با یک فصل خشک کوتاه مربوط می‌باشد، خط ساحلی دریای خزر، بخش‌هایی از ارتفاعات تالش و بخش کوچکی از شرق ناحیه را پوشش می‌دهد.

واژه‌های کلیدی: رژیم بارش، ناحیه خزری، نمایه ضریب تغییرات، نمایه فصلی، نمایه یکنواختی، همساز

مقدمه

رژیم بارش تمامی ویژگی‌ها و آماره‌های بارش در ارتباط با توزیع آن در طول سال را شامل می‌شود و به‌ویژه پراکندگی زمانی بارش بر حسب ماه‌ها یا فصول سال را «رژیم بارش» گویند (۴۸). رژیم بارندگی نشان‌دهندهٔ شمار چرخه‌های بارندگی در طی سال است. از این نظر رژیم بارندگی می‌تواند حاوی یک چرخه در سال باشد. در این صورت یک افت و یک خیز در بارش قابل مشاهده است. در این صورت بارش در یک ماه یا فصل رخ می‌دهد. اگر این اتفاق رخ دهد، رژیم بارش را رژیم متمرکز گویند. اگر به جای یک افت و خیز در سری زمانی ماهانهٔ بارش دو یا چند افت و خیز در بارش دیده شود، بارش با انقطاع در چند ماه یا چند فصل روی می‌دهد. در این صورت بارش غیرمتمرکز خواهد بود (۷). مفهوم رژیم بارندگی و کمّی‌سازی آن امکان مقایسه میزان بارندگی فصول- ماه‌ها را مهیا می‌سازد. بدیهی است وارسی رژیم بارش در طی زمان، شناخت تغییرات رژیم بارندگی را آشکار خواهد کرد (۶).

بارش پدیده‌ای است اقلیمی که مقدار آن در مکان پیوسته تغییر می‌کند و به همین دلیل نقشه‌های هم‌بارش از گروه نقشه‌های همچند هستند که مقدار متغیر بر روی آن‌ها با خطوط هم‌بارش نمایش داده می‌شود. درحالی‌که رژیم بارش نمایش پهنه‌هایی از مکان با اندازه‌های متفاوت را می‌پوشاند و از همین رو قلمرو رژیم‌های بارش با نقشه‌های پهنه‌بندی نمایش داده می‌شوند. همین تفاوت در سرشت این دو خصوصیت اقلیمی گویای آن است که رژیم بارش نسبت به مقدار

۱ و ۲- به‌ترتیب استاد اقلیم‌شناسی و دانشجوی دکتری تغییرات آب و هوایی، دانشگاه زنجان، زنجان، ایران
(*- نویسنده مسئول: Email: asakereh@znu.ac.ir)

DOI: 10.22067/jsw.2021.67063.0

بارش از پایایی مکانی بالاتری برخوردار است (۳۹).

شناسایی و واکاوی رژیم بارش به‌وسیلهٔ شگردهای پرشماری قابل انجام است. یکی از شگردهای مطالعه رژیم بارش بررسی تحلیل همسازهای بارش می‌باشد (۳۲، ۱۲، ۲۶، ۵۱ و ۳۵). تکنیک آمار چند متغیره نیز روش دیگری برای تعیین رژیم بارش می‌باشد (۱۳، ۲، ۲۷، ۳۷، ۱۱، ۳۴، ۴۱ و ۴۶). نمایه فصلی شگردی دیگر برای شناسایی رژیم بارش می‌باشد. این شگرد در پژوهش والش و لاولر (۵۳)، لیوادا و آسیماکپولوس (۳۴)، ابژه و همکاران (۱)، غیور و مسعودیان (۱۷)، عساکره (۶) و عساکره و رزمی (۸) استفاده گردید. نمایهٔ یکنواختی تکنیک دیگری برای بررسی و تعیین رژیم بارش می‌باشد (۱۷ و ۸).

بارش در سواحل جنوبی دریای خزر به‌عنوان مهّم‌ترین عنصر اقلیمی و پدیده جوی از توزیع زمانی و مکانی پیچیده‌ای برخوردار است. موقعیت جغرافیایی منحصر به‌فرد این منطقه به‌ویژه قرارگیری آن بر جانب جنوبی دریای خزر، استقرار رشته‌کوه‌های مرتفع و توپوگرافی پیچیده همراه با جابه‌جایی مداوم پشته‌ها و ناوه‌های امواج غربی بر روی منطقه، بروز چنین پیچیدگی را در ساختار بارش منطقه‌ای در پی داشته است (۲۴). مطالعات پرشماری برای شناخت سازوکار جوّی بارش ناحیه خزری انجام شده است. در این پژوهش‌ها عمدتاً نقش واداشت جوّ در تکوین بارش این ناحیه در معرض توجه بوده است. برای مثال جهانبخش و کرمی (۲۳) شرایط همدید و تأثیرگذار پرفشار سیبری توأم با بارش سواحل جنوبی دریای خزر را در معرض بررسی قرار دادند. نتایج بررسی‌های ایشان نشان داد که در زمان استقرار زبانه سیستم‌های پرفشار هرچه هوای انتقال یافته از عرض‌های بالاتر سردتر بوده و اختلاف دمای سطح آب از شمال به جنوب زیادتر و هم‌چنین شیو دمای ایجاد شده بین دریا و خشکی بیش‌تر باشد، جبههٔ نسیم دریا قوی‌تر شده و در نتیجه باران‌های شدیدتری فرو خواهد ریخت. علیجانی و همکاران (۵) نقش الگوهای فشار در بارش‌های سواحل جنوبی دریای خزر را در دورهٔ آماری ۲۰۰۳-۱۹۸۶ مورد بررسی قرار دادند. نتایج مطالعهٔ ایشان نشان داد که بیش‌تر بارش‌ها در توالی‌های دو و سه روزه رخ می‌دهند. استنباط ایشان براین بود که تداوم مزبور گواهی بر پویشی بودن عوامل توأم با این بارش است. سامانه‌های همدید توأم با این بارش‌ها عمدتاً پرفشارهای پویشی غربی هستند که غالباً در ماه اکتبر وارد منطقه می‌شوند. خورشید دوست و شیرزاد (۳۰) با استفاده از تحلیل خوشه‌ای و تابع تشخیص (تحلیل ممیزی) به بررسی و تحلیل بارش‌های ناحیه شمال ایران در طی دورهٔ آماری ۱۹۹۵ تا ۲۰۰۷ پرداختند. نتایج حاصل از تحلیل خوشه‌ای نشان داد که برحسب مقدار و زمان بارش در منطقه مورد مطالعه می‌توان ۴ خوشه عمده بارشی ترسیم کرد. هم‌چنین نتایج تابع تشخیص نشان داد که، حدود ۸۲/۳ درصد از خوشه‌بندی‌های انجام شده در تحلیل خوشه‌ای به‌درستی صورت گرفته و حدود ۱۷/۷ درصد آن به اشتباه خوشه‌بندی شده است. سلیقه و همکاران (۴۹) رابطه شاخص‌های NCPI[1] و CACO[2] با بارش‌های فراگیر پاییزه در سواحل جنوبی دریای خزر را مورد بررسی قرار دادند. نتایج حاکی از آن بود که در همه الگوها یک پرفشار بر بالای خزر یا زبانه‌ی پرفشار بر روی خزر کشیده شده است. این مرکز (یا زبانه) موجب تکوین جریانات شمالی سرد می‌شود که در برخورد با دریای نسبتاً گرم به‌سمت جنوب رطوبت جذب کرده و ناپایدار می‌شود. عوامل دینامیکی در ترازهای بالایی جوّ موجبات تشدید این ناپایداری را مهیا می‌سازد و در نتیجه بارش فراگیر را ایجاد می‌کند.

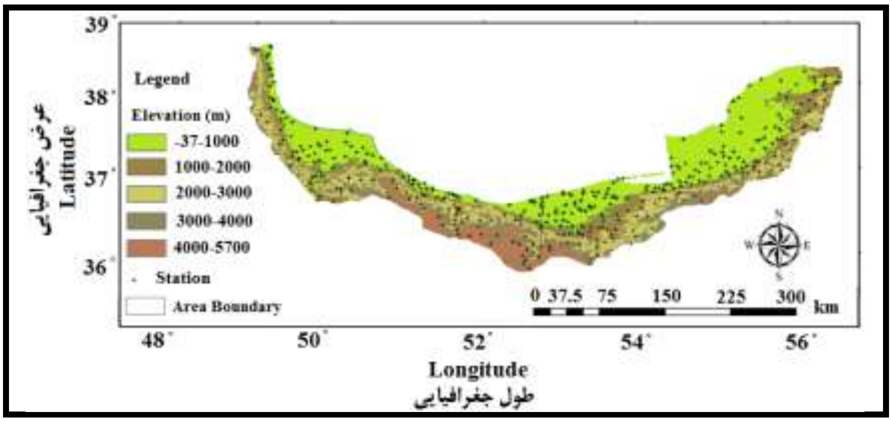
شناخت توزیع زمانی بارش نه تنها به لحاظ اقلیم‌شناسی اهمیت دارد بلکه به لحاظ برنامه‌ریزی اقتصادی- زراعی از ارزش شایان توجهی برخوردار است (۶). بنابراین، از یکسو مطالعه و شناخت رژیم بارش و تناوب درون سالانه بارش ناحیه خزری، در زمینه‌های پیش‌بینی و تخمین منابع آب، مدیریت و برنامه‌ریزی منابع آب حائز اهمیت است و از سوی دیگر تغییرات زمانی بارش پیامدهای بسیاری در مدیریت کشاورزی و صنعت این بخش از کشور دارد. همچنین، تحقیقات کاربردی اندکی در زمینه رژیم بارش این بخش از کشور انجام گردیده‌است؛ در این زمینه برای مثال تنها غیور و همکاران (۱۸) بر اساس تکنیک تحلیل مؤلفه‌های اصلی و تحلیل خوشه‌ای و خورشید دوست و شیرزاد (۳۰) با استفاده از شگرد تحلیل خوشه‌ای و تجزیه تابع تشخیص به تحلیل زمانی و مکانی بارش و شناخت نواحی همگن بارشی ناحیه خزری پرداخته‌اند. بنابراین، انجام چنین مطالعه‌ای در این ناحیه، به‌عنوان یکی از قطب‌های کشاورزی کشور، ضرورتی بدیهی به‌نظر می‌رسد. بدین جهت، در این پژوهش رفتارهای چرخه‌ای میانگین بارش ماهانه و توزیع فصلی بارش ناحیه خزری طی دورهٔ آماری ۱۹۶۶ تا ۲۰۱۶ مورد واکاوی قرار گرفت.

داده و روش‌ها

به‌منظور انجام این پژوهش، از داده‌های روزانه بارش ۳۸۵ ایستگاه (ایستگاه‌های همدید، اقلیم‌شناسی و باران‌سنجی سازمان هواشناسی کشور و باران‌سنجی وزارت نیرو) در استان‌های گلستان، مازندران و گیلان برای بازهٔ زمانی ۲۰۱۶-۱۹۶۶ (۵۱ سال) استفاده شده است (شکل ۱).

1- North Sea Caspian Pattern Index

2- Central African– Caspian Oscillation



شکل ۱- مشخصات ارتفاعی و موقعیت ایستگاه‌های مورد استفاده در پژوهش حاضر

Figure 1- Elevation features of the study area and the stations used in the current investigation

برای دست‌یابی به اهداف این پژوهش در ابتدا به بررسی و وارسی داده‌ها پرداخته شد. با استفاده از آزمون الکساندرسون (۳) همگنی مشاهدات در طول دورهٔ آماری ایستگاه‌های مورد بررسی، ارزیابی گردید. به‌منظور تبدیل داده‌های نقطه‌ای به مقادیر پهنه‌ای، با استفاده از نرم‌افزار سورفر میان‌یابی مشاهدات بارش به روش کریجینگ[1]، با تفکیک مکانی ۳ × ۳ کیلومتر از بازهٔ زمانی ۱۹۶۶/۱/۱ تا ۲۰۱۶/۱۲/۳۱ صورت گرفت. در ابتدا تعداد دوازده روش میان‌یابی (شامل روش‌های Spline, Minimum Curvature, Natural Neighbor, Nearest Neighbor, IDW , ...) آزمون شد. انتخاب روش میان‌یابی کریجینگ به‌دلیل کمینه شدن خطای میان‌یابی در قیاس با روش‌های دیگر است. حاصل فرایند میانیابی داده‌های بارش روزانه، ماتریسی با ابعاد ۶۴۷۹ × ۱۸۶۲۸ (سطرها روزهای بارشی و ستون‌ها یاخته‌هایی شامل مکان در محدودهٔ مورد بررسی) می‌باشد.

به‌منظور ارایه و تعیین ویژگی‌های توصیفی بارش و تغییرات زمانی- مکانی آن در پهنهٔ مورد بررسی، میانگین و ضریب تغییرات بارش ناحیه خزری در هریک از یاخته‌های نقشه و برای هریک از ماه‌ها برآورد شد. این ویژگی‌ها میزان بارش و پایستگی آن در هر ماه را در جای، جای ناحیهٔ مورد بررسی نشان می‌دهد. ضریب تغییرات از نسبت انحراف معیار به میانگین و طبق فرمول (۱) به درصد بیان می‌شود:

$$CV = \frac{S}{\overline{X}} \times 100 \quad (۱)$$

در این معادله S انحراف معیار و $\overline{X}$ میانگین بارش می‌باشد (۹). ضریب تغییرات ماهانه کم معرف پایداری بوده در حالی‌که ضریب تغییرات بالا بیانگر تمرکز بارش در یک محدوده زمانی کوتاه است.

می‌دانیم که بارش حاصل برهم‌کنش و غلبهٔ هریک از فراسنج‌های متعدد و پر شماری است. این فراسنج‌ها را می‌توان در گروه‌های متعددی نظیر فراوانی فعالیت‌های جبهه‌های هوا، فراوانی توزیع و نوع سامانه‌های فشار، تأثیر پهنه‌های آبی و ارتفاعات و ناپایداری حرارتی محلی و ... رده‌بندی نمود. سازوکار این پدیده‌ها تابع الگوهای زمانی- مکانی خاصی است. از این رو نمود و بروز آنها به‌صورت تناوب زمانی و مکانی بارش ظاهر می‌شود. الگوی تناوبی موجب تقسیم سال به بخش‌های پرباران و کم‌باران می‌گردد (۴۷). بدین دلیل در نواحی اقلیمی مختلف، واکنش‌های بارشی متنوعی قابل ردیابی است. در نواحی اقلیمی مشابه با اقلیم ایران رفتار بارش به‌صورت یک موج سینوسی (مؤلفهٔ کاهشی و افزایشی) است. تناوب مؤلفهٔ کاهشی بارندگی در یک فصل و افزایش آن در فصل دیگر حاصل تناوب در فعالیت سامانه‌های بزرگ مقیاس (همدید) می‌باشد. بنابراین چرخهٔ سالانهٔ بارش را می‌توان حاصل پیش‌روی-پس‌روی سامانه‌های همدید دانست. شایان توجه است که درون این موج سینوسی، موج‌های دیگری نیز وجود دارد که تناوب کاملاً هندسی بارش سالانه را مختل می‌سازد، به‌طوری که گاه در فصل خشک تناوب خشکی-بارش و در فصل مرطوب نیز تناوبی مشابه رخ می‌دهد. بدین معنی که در هریک از فصول افت و خیز بارش محتمل است. بنابراین درون موج بزرگ موج(های) کوچکی قابل تشخیص است که می‌توان آن را به شرایط متداخل با الگوهای بزرگ‌مقیاس نسبت داد. این الگو می‌تواند حاصل شرایط منطقه‌ای و محلی باشد. از آن‌جا که هر موج حداقل به یک اوج (فراز) و یک حضیض (فرود) نیاز دارد، برای طول هر سری زمانی حداکثر معادل نصف آن سری زمانی افت و خیز محتمل است. به بیان دیگر برای یک سری زمانی ۱۲ ماهه حداکثر ۶ تناوب درون سالانه قابل انتظار است.

به‌منظور ردیابی پایستگی بارش، نقشه‌های میانگین ماهانه بارش

1- Kriging

به تعداد ۱۲ نقشه تولید و ضریب تغییر پذیری ماه به ماه در این دوازده ماه و برای هر یاختهٔ نقشه محاسبه شد. بدین‌ترتیب ضریب تغییرات ماه به ماه پایین، معرف میزان ثبات فصل بارش است، امّا ضریب تغییرات بالا گواهی بر تغییرات فراوان ماه به ماه بارندگی می‌باشد. براین اساس اقلیم بارشی نواحی توأم با تغییرات پایسته و نیز توأم با وردایی ماه به ماه بر روی نقشه‌ای با عنوان ضریب تغییرپذیری تهیه شد. این نقشه گام نخست برای شناخت رژیم بارش ناحیه خزری است.

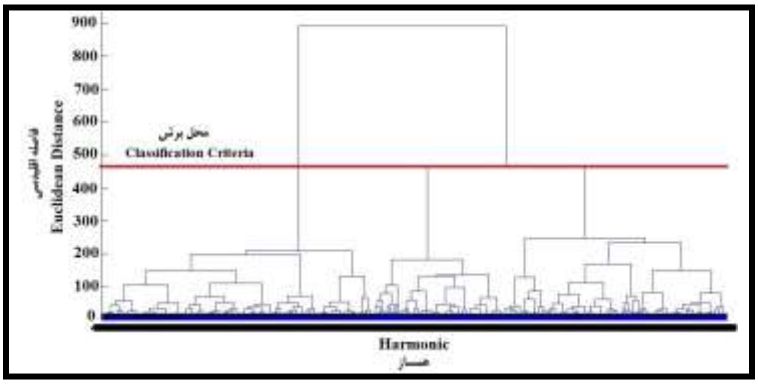
انواع تناوب‌های بارشی ناحیهٔ خزری که به اشکال امواج بلند (سالانه) تا بسیار کوتاه (دو ماهه) رخ می‌دهند، براساس شگرد «تحلیل همسازها» استخراج گردید. موجی که دارای یک افت و خیز می‌باشد، بهعلّت این‌که متأثر از سامانه‌های بزرگ مقیاس است به‌عنوان بارش‌های یک تناوبی در نظر گرفته شد. این نوع بارش‌ها دارای دوره تناوب دوازده ماه است. موجی که دارای دو افت و خیز است، به‌عنوان بارش توأم با تناوب شش ماه، موجی که دارای سه افت و خیز می‌باشد، به‌عنوان بارش با دوره تناوب چهار ماهه در نظر گرفته شد. به‌طور مشابه بارش‌های با تناوب ۳ و ۲/۴ ماه، به ترتیب با چهار و پنج چرخه در نظر گرفته شده‌اند. در نهایت بارش‌های توأم با چرخه‌های ۲ ماهه دارای شش افت و خیز هستند. تحلیل همسازها، روشی معقول برای بیان آهنگ فصلی عناصر اقلیمی نظیر بارش ماهانه و روشی عام برای استخراج چرخه‌های یک سری زمانی است که بر پایه بنیادهای ریاضی بنا نهاده شده است. در این رویه، رفتار تناوبی یک سری زمانی به‌وسیله توابع مثلثاتی و با مؤلفه‌های سینوسی توصیف می‌شود. این روش برای بررسی رفتار تناوبی بارش در یونان (۳۵ و ۴۳)؛ تحلیل رژیم بارش شمال‌شرق ایالات متحده آمریکا (۵۰) و اروپا (۲۸)؛ تغییرات دما در قطب جنوب (۲۵) تغییرات بارش در پامیر (۴۵) و حوضه دریاچه تانا در اتیوپی (۱۵)؛ اقلیم‌شناسی بارش عربستان سعودی (۵۱) تغییرات زمانی- مکانی بارش ناحیه خزری (۴۲) مورد استفاده قرار گرفت. برای به‌کارگیری روش تحلیل همسازها در ابتدا داده‌های بارش روزانه برای هر یک از پیکسل‌های نقشه‌های تهیه شده، به بارش ماهانه تبدیل شد. سپس محاسبات ارایه شده به‌وسیلهٔ تاراونه و کادی‌اغلو (۵۲) برای هر پیکسل انجام شد. بدین ترتیب برای هریک از چرخه‌ها یک نقشه و مجموعاً شش نقشه تهیه شد. در نهایت، جهت طبقه‌بندی چرخه‌های بارش سهم پراش هر یک از همسازهای ناحیه خزری براساس فاصله اقلیدسی و شگرد وارد[1] در معرض تحلیل خوشه‌ای قرار گرفت. طبقات مختلف بارش (۳ الی ۸ طبقه) مورد بررسی قرار گرفت و در نهایت با مقایسه طبقات بارشی با نقشه‌های همسازها و نیز با روش آزمون و خطا خوشه‌بندی سه طبقه‌ای توأم با کمینهٔ تفاوت درون‌گروهی و بیشینهٔ تفاوت برون‌گروهی برای ناحیه خزری انتخاب گردید. در روش تحلیل خوشه‌ای جایگاه ویژه‌ای به هر مشاهده در یک فضای چند بعدی اختصاص داده می‌شود که ابعاد را تعداد صفات اندازه‌گیری شده تعیین می‌کنند. به‌منظور سنجش فاصله بین مشاهدات از روش‌های ریاضی استفاده می‌شود به این ترتیب تحلیل خوشه‌ای را مناسب‌ترین روش جهت تشخیص شباهت‌های بین افرادِ یک مجموعه می‌دانند. در این پژوهش جهت تشخیص فاصله‌ی بین افراد از روش اقلیدسی[2] بهره‌گرفته شد (۱۴). فاصله اقلیدسی و روش وارد از مقبولیت بالایی در نزد اقلیم‌شناسان برخوردارند. اقلیم‌شناسان برای شناسایی مناطق همگن اقلیمی در مقیاس‌های مکانی متفاوت، از تحلیل خوشه‌ای بهرهٔ بسیار برده‌اند. در این زمینه می‌توان به پژوهش‌های جکسون و ویناند (۲۱) اشاره کرد. ایشان با مقایسه نتایج روش‌های مختلف تحلیل خوشه‌ای، ایستگاه‌های باران‌سنجی منطقه حاره را طبقه‌بندی کردند. لنا و همکاران (۳۳) با روش تحلیل خوشه‌ای بر روی مؤلفه‌های اصلی، هشت الگوی گردشی اصلی به‌وجود آورندهٔ بارش‌های سنگین جزایر بالریک را به‌دست آوردند. لیارا و همکاران (۳۶) به‌منظور بررسی تغییرات زمانی- مکانی بارش ماهانه در ایالت آلگواس، شمال‌شرقی برزیل؛ اولیویرا جونیور و همکاران (۴۴) برای شناسایی مناطق همگن بارش در ایالت تکانتینس برزیل؛ مسعودیان (۳۹) برای شناسایی رژیم‌های بارش ایران؛ جهانبخش اصل و همکاران (۲۲) جهت بررسی توزیع زمانی و مکانی بارش شهرستان تبریز از روش تحلیل خوشه ای استفاده کردند.

دارنمای حاصل از محاسبات انجام شده در پژوهش حاضر در شکل ۲ آمده است. محل برش دارنما، شمار طبقات را نشان می‌دهد. این محل براساس روش آزمون و خطا به‌دست آمده است. بدین ترتیب سه ناحیه به لحاظ تناوب بارشی تشخیص داده شد. این سه ناحیه به لحاظ سهم پراشِ تناوب‌های بارشی قابل تمایز هستند.

در گام بعد با استفاده از نمایهٔ یکنواختی بارش توزیع زمانی و رژیم بارش ناحیه خزری طی دورهٔ آماری مورد مطالعه بررسی شد. نمایهٔ یکنواختی بارش برای بررسی توزیع زمانی بارش طی ماه‌های دوازده‌گانهٔ سال و شناخت سهم هر ماه، از میانگین مجموع بارش سالانه است. اگر دورهٔ زمانی برگزیدهٔ ما ماه‌های دوازده‌گانهٔ سال باشد آن‌گاه می‌توان گفت یکنواختی عبارت از برابری سهم هر یک از ماه‌های سال از میانگین مجموع بارش سالانه است. بدین ترتیب اگر میانگین مجموع بارش ماهانهٔ هر محل را بر پایهٔ فرمول زیر به درصد برگردانیم، بارش ماهانه استاندارد خواهد شد.

1– Ward

2– Euclidean Distance



شکل ۲- دارنمای سهم پراش بارش توأم با تناوب‌های مختلف در ناحیهٔ خزری

Figure 2- The dendrogram of different harmonics of precipitation in the Iranian coast of Caspian Sea

$$P_s[i]=\left(\frac{P[i]}{P_y}\right)\times 100 \qquad (۲)$$

در این فرمول $P_s[i]$ بارش اســتاندارد شــده ماه i ام، $P[i]$ میانگین مجموع بارش ماه i ام، P_y میانگین مجموع بارش ســالانه اســت. با بهره‌گیری از بارش ماهانهٔ اســتاندارد شــده می‌توان دربارهٔ یکنواختی بارش چنین استدلال کرد که اگر هر ماه $\frac{100}{12}$ از کل بارش سالانه را داشــته باشــد $\left(P_S[i]=\frac{100}{12}, i=1,....12\right)$ آن‌گاه می‌توان گفت که توزیع زمانی بارش کاملاً یکنواخت اســت. از ســوی دیگر در حـادترین حـالـت می‌توان فرض کرد که تمام بارش یاخته در یک ماه روی دهـد کـه در این صـــورت بارش از دیدگاه زمانی کاملاً متمرکز خواهـد بود. بـه این ترتیـب نمـایـهٔ یکنواختی توزیع مـاهانه بارش را می‌توان چنین تعریف نمود:

$$H=100-K\sum_{i=1}^{12}\left|P_S[i]-c\right| \qquad (۳)$$

در این فرمول H نمایهٔ یکنواختی توزیع ماهانهٔ بارش، K ضــریب تناسـب و C مقداری ثابت و برابر $\frac{100}{12}$ اسـت. مقدار H در دامنهٔ صفر (در حالت نایکنواختی کامل) و صـد (در حالت یکنواختی کامل) نوسان می‌کند. هر چه مقدار نمایهٔ یکنواختی به صــفر نزدیک‌تر باشــد توزیع بارش محل متمرکزتر و هر چه به صـــد نزدیک‌تر باشـــد یکنواخت‌تر است (۱۷).

چهارمین ابزار برای شـناسـایی رژیم بارش، «نمایهٔ فصلی بارش» اسـت. نمایه فصـلی $\left(\overline{SI}\right)$ تفاوت‌های فصلی را در مقادیر بارش بیان می‌کنـد. این نمـایه می‌تواند تفاوت‌های موجود در رژیم بارش را برای مناطق با ۲ یا ۳ اوج بارش در سـال نشـان دهد. این ویژگی به‌صورت مجموع قـدر مطلق انحرافـات میانگین بارش ماهانه از میانگین بارش سـالانه تقسیم بر میانگین بارش سالانه است و به‌صورت زیر محاسبه می‌شود (۳۴):

$$\overline{SI}=\frac{1}{R}\sum_{i=1}^{n=12}\left|\overline{x}_n-\frac{R}{12}\right| \qquad (۴)$$

مقادیر این نمایه بین صــفر (توزیع یکنواخت بارش) و ۱/۸۳ (تنها یک ماه بارانی) تغییر می‌کند. طبقات رژیم بارش براساس ارزش $\overline{SI}$ در جدول ۱ آمده است (۳۴):

جدول ۱- مفاهیم مقادیر نمایه فصلی

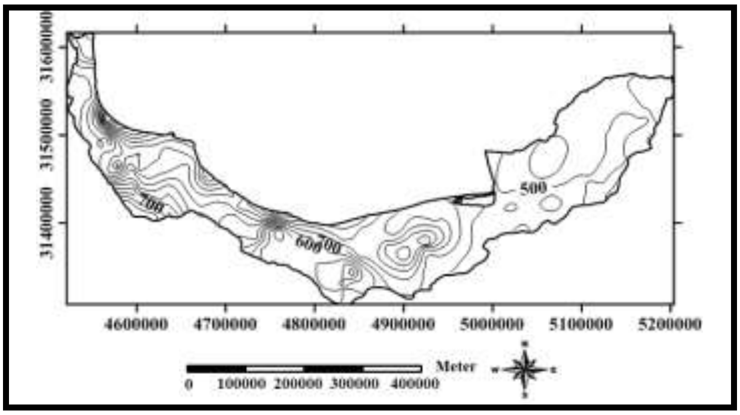
Table 1- Concepts of seasonal index values

$\overline{SI}$	0.19 ≤	0.2 -0.39	0.4-0.59	0.6-0.79	0.8-0.99	1-1.19	≥ 1.2
رژیم بارش Rainfall regime	یکنواخت Very equable	یکنواخت با یک فصل مرطوب‌تر Equable with a definite wetter season	عمدتاً فصلی با یک فصل خشک کوتاه Rather seasonal with a short drier season	فصلی (یک فصل خشک و یک فصل مرطوب) Seasonal	فصلی با فصل خشک طولانی‌تر Markedly seasonal with a long drier season	بیش‌تر بارش در ۳ ماه یا کم‌تر Most rain in 3 month or less	تقریباً تمامی بارش در ۱ تا ۲ ماه Extreme, almost all rain in 1 to 2 month

نتایج

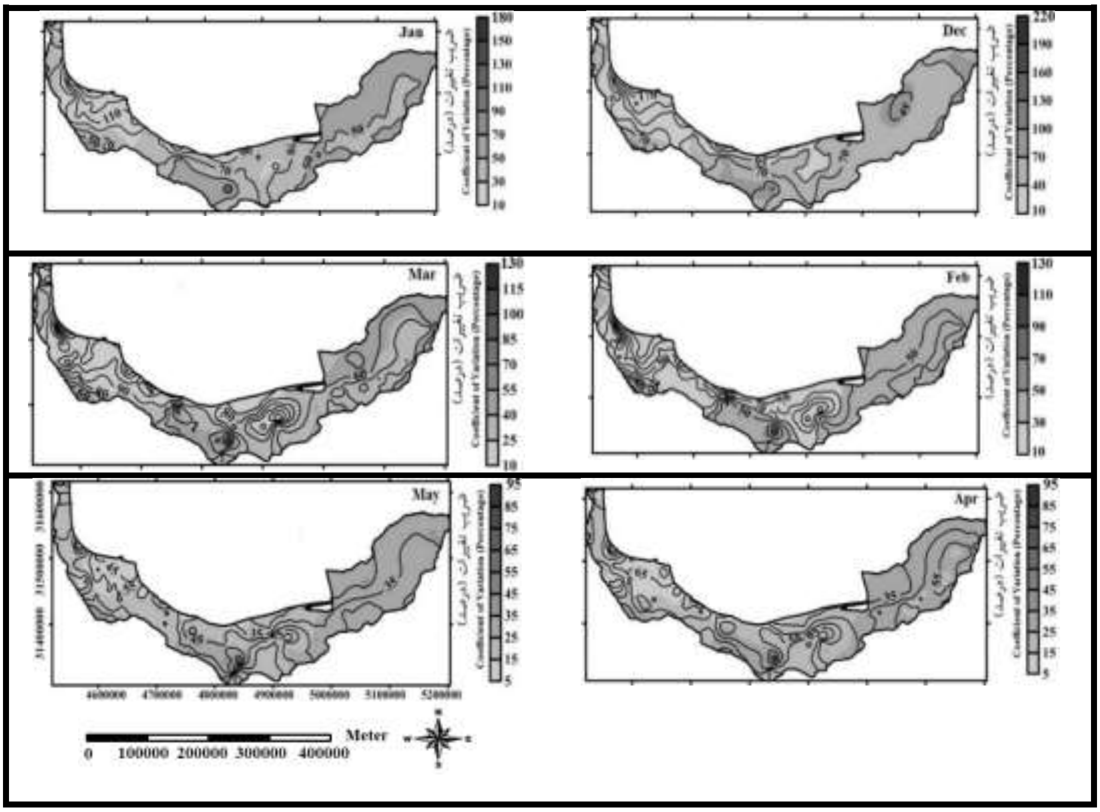
مشخصات عمومی میانگین بارش

توزیع مکانی میانگین بارش سالانه در شکل ۳ ارائه شده است: مشاهده می‌شود که، میانگین بارش سالانه در ناحیه خزری طی دورهٔ آماری مورد بررسی بین ۲۰۰ تا ۲۵۰۰ میلی‌متر در نوسان است. میانگین بارش سالانه در خط ساحل به‌ویژه در جنوب‌غربی دریای خزر بیش‌تر است و با دور شدن از ساحل کاهش می‌یابد.



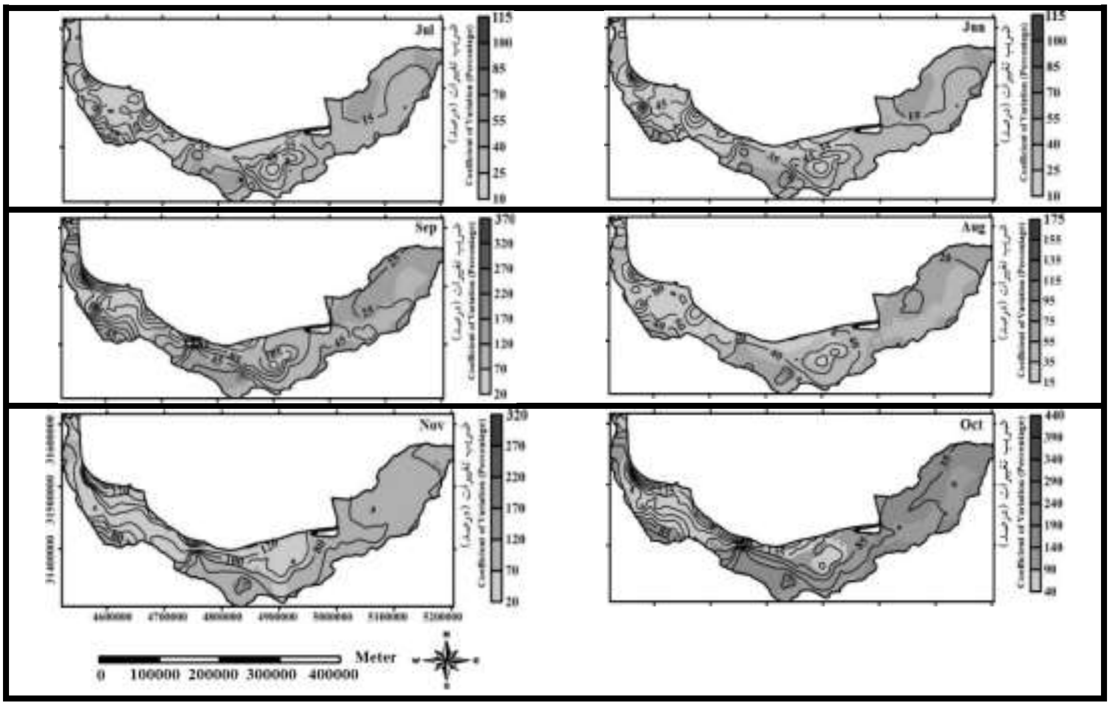
شکل ۳- توزیع مکانی میانگین بارش سالانه ناحیه خزری طی دورهٔ آماری ۲۰۱۶-۱۹۶۶

Figure 3- Spatial distribution of the average annual precipitation in the Caspian region during the statistical period of 1966-2016



شکل ۴- توزیع مکانی میانگین بارش ماهانه و ضریب تغییرات آن طی فصل‌های زمستان و بهار

Figure 4- Spatial distribution of average monthly precipitation and its coefficient of variation during winter and spring seasons



شکل ۵- توزیع مکانی میانگین بارش ماهانه و ضریب تغییرات آن طی فصل‌های تابستان و پاییز

Figure 5- Spatial distribution of average monthly precipitation and its coefficient of variation during Summer and autumn seasons

علیجانی (۴) بر این باور است که در بخش‌های جنوب‌غربی علاوه بر ورود بادهای غربی و چرخندهای مدیترانه، بادهای شرقی و شمال‌شرقی نیز پس از عبور مسیری طولانی از روی دریای خزر، در این ناحیه (و به‌ویژه انزلی) سازوکارهای بارش را مهیا می‌سازند، امّا این شرایط به‌طرف شرق دریای خزر کم‌تر می‌شود. در واقع میانگین بارش از مرکز بیشینه آن به‌طرف شرق ناحیه و ارتفاعات البرز کاسته می‌شود. در این بخش از کشور، با افزایش ارتفاع تا حد معین مقدار بارش می‌کاهد (۴۰). به‌طوری‌که در بخش‌های شرقی ناحیه میانگین بارش سالانه بین ۲۰۰ تا ۵۰۰ میلی‌متر و در ارتفاعات البرز (جنوب دریای خزر) بین ۵۰۰ تا ۷۰۰ میلی‌متر در تغییر است.

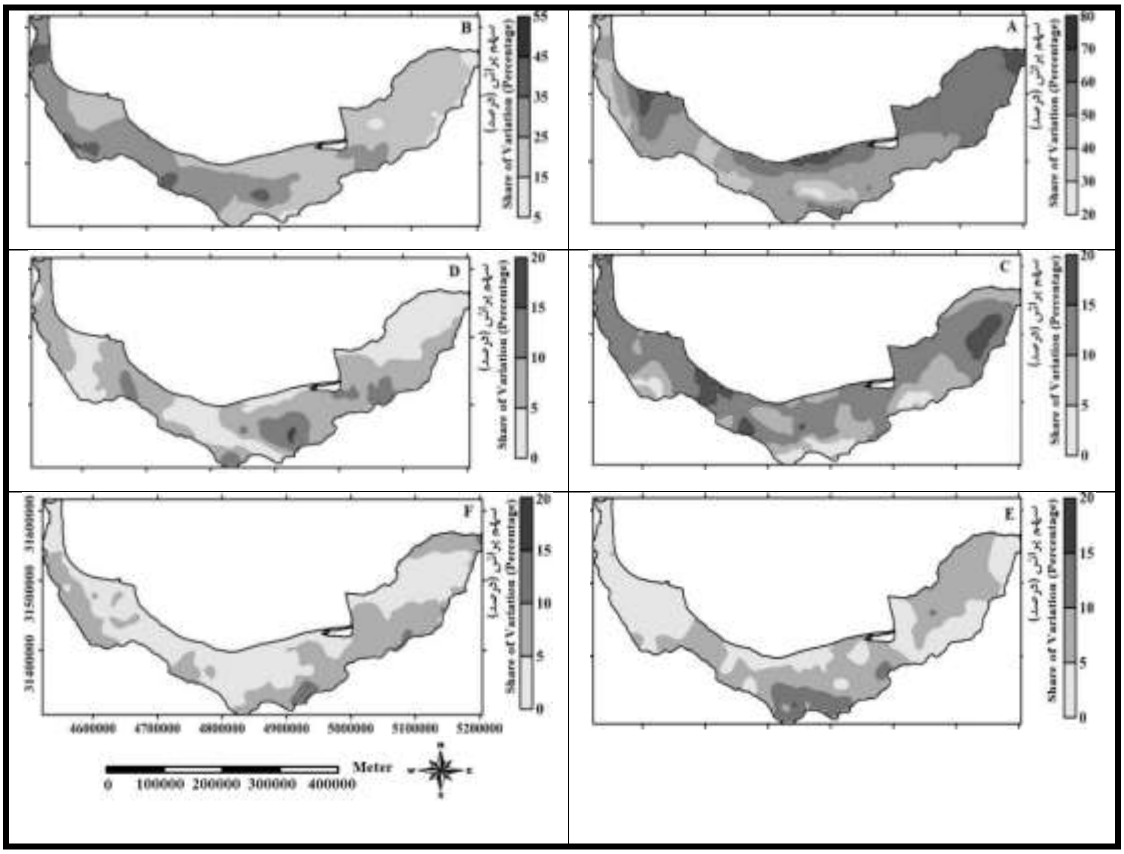
به‌منظور ارایه توزیع مکانی- زمانی مشخصات عمومی بارش ماهانهٔ ناحیه خزری، توزیع مکانی میانگین و ضریب تغییرات بارش ماهانه برای هر یاخته محاسبه و در شکل ۴ و ۵ ارائه گردید. خطوط هم‌ارزش نشانگر میانگین بارش و پس‌زمینه بیانگر ضریب تغییرات بارش ماهانه می‌باشد.

بررسی چرخه‌های بارش

سهم چرخه‌های بارش در تولید بارش سالانه و نیز درصد مساحت تحت پوشش هر یک از چرخه‌های مذکور محاسبه و برآورد شد. چرخه‌های بارشی در شکل ۶ ارایه شده‌است:

بررسی رژیم بارش

شکل ۷- A حاصل محاسبه تغییرات ماه به ماه بارش از ۱۲ نقشه است. این ۱۲ نقشه هریک توزیع مکانی میانگین بارش یک ماه را به دست می‌دهند. ضریب تغییرات ماه به ماه بارندگی گویای شدت تغییرات ماه به ماه بارش است. توزیع مکانی این نمایه برای هر یاخته براساس رابطه (۱) محاسبه و در شکل ۷-A ارائه گردید. تغییرپذیری ماه به ماه بارش در ناحیه خزری بین ۱۰ تا ۸۰ درصد در نوسان می‌باشد. این نشانگر این امر است که اختلاف نقاط از نظر تغییرپذیری ماه به ماه بارش تقریباً زیاد است. بیش‌ترین ضریب تغییرپذیری ماه به ماه بارش (۶۰ تا ۷۰ درصد) در خط ساحلی دریای خزر می‌باشد. این وضعیت گویای تغییرات فراوان ماه به ماه و تمرکز سازوکارهای باران‌زایی در ماه‌های محدود و عدم ثبات فصل بارشی در این نواحی است. از سوی دیگر، با توجه به شکل ۶ می‌توان استنباط کرد که در این بخش از ناحیه خزری بارش‌های یک تناوبی نسبت به سایر بارش‌ها نقش بارزتری دارد. با دور شدن از خط ساحلی ضریب تغییرات نیز به‌تدریج کاسته می‌شود به‌طوری‌که در بخش‌هایی از جنوب دریای خزر (ارتفاعات البرز) بین ۱۵ تا ۳۰ درصد می‌باشد. این امر گویای تفاوت کمِ بارشِ دریافتی طی ماه‌های مختلف سال است. به‌عبارتی نشانگر فعالیت سامانه‌های متنوع باران‌زایی و یا حداقل تداوم سامانه‌های باران‌زا در این قبیل نقاط و ثبات فصل بارشی است. بنابراین، بر اساس نقشه‌های حاصل از تحلیل همسازها مشاهده می‌شود که در این نواحی، بارش‌های دو تناوبی- شش تناوبی متداول‌تر بوده است.



شکل ۶- توزیع مکانی درصد پراش بارش‌های یک تناوبی (A)، بارش‌های دو تناوبی (B)، بارش‌های سه تناوبی (C)، بارش‌های چهار تناوبی (D)، بارش‌های پنج تناوبی (E)، بارش‌های شش تناوبی (F) طی دورهٔ آماری مورد مطالعه در ناحیه خزری

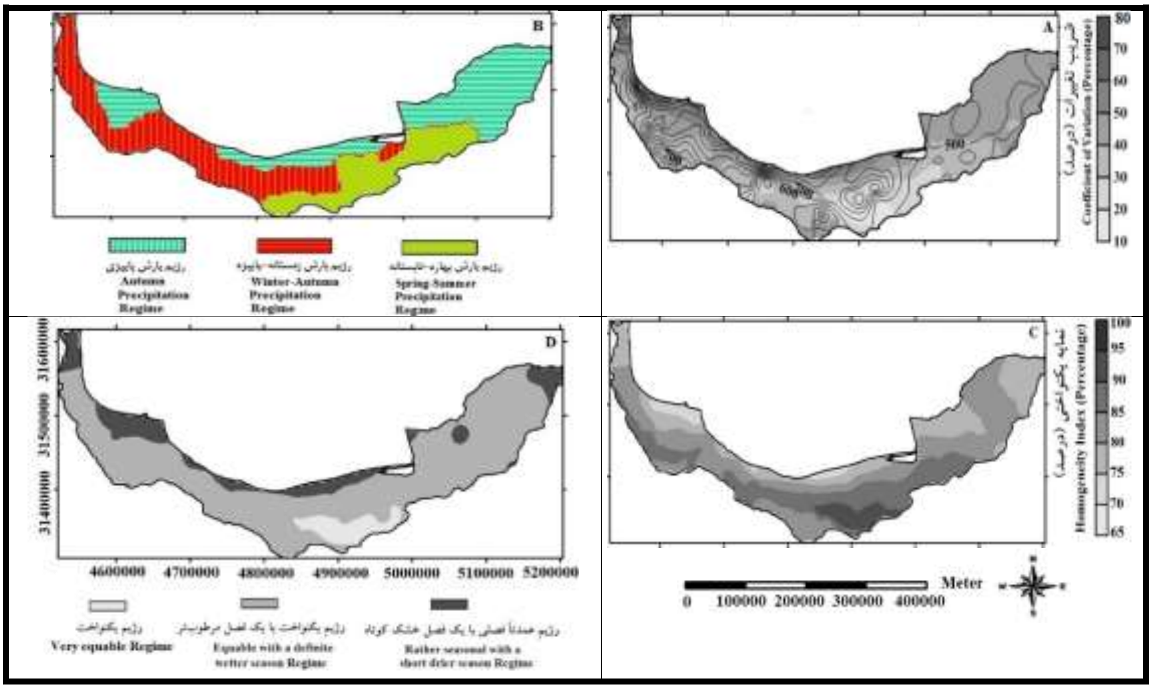
Figure 6- Spatial Distribution of Percentage of Precipitations First Harmonic (A), Precipitations Second Harmonic (B), Precipitations Third Harmonic (C), Precipitations Fourth Harmonic (D), Precipitations Fifth Harmonic (E), Precipitations Sixth Harmonic (F) during the statistical period studied in the Caspian region

در واقع می‌توان گفت که در ارتفاعات البرز علاوه بر سامانه‌های بزرگ مقیاس، عوامل محلی نیز در تکوین بارش مؤثرند. به‌گونه‌ای که، برخی پژوهشگران وقوع بارش در این بخش از منطقه خزری را ناشی از صعود کوهساری هوای مرطوب دریای خزر از دامنه‌های شمالی رشته‌کوه البرز بیان کرده است. این یافته مجدداً در تحقیقات متعددی مورد تأیید قرار گرفته است (۲۹ و ۳۱). شکل‌گیری جبهه‌ای موسوم به جبهه نسیم دریا در حد فاصل دریا و خشکی (۳۱) سازوکار دیگری است که برای وقوع بارش‌های این بخش از ناحیه خزری بیان شده است.

نقشهٔ تهیه شده از طبقه‌بندی حاصل از دارنمای ارایه شده در شکل ۲ در شکل ۷-B ارایه شده است. شکل ۷-B توزیع مکانی رژیم‌های مختلف بارش ناحیه خزری براساس طبقه‌بندی سهم پراش تناوب‌های مختلف بارشی را نشان می‌دهد. پراکندگی جغرافیایی طبقات بارشی نشان می‌دهد که تفاوت این طبقات متأثر از عرض جغرافیایی و فاصله از دریای خزر است. نتایج نشان می‌دهد که در ناحیه خزری سه رژیم بارش قابل شناسایی است. رژیم بارش پاییزی که در خط ساحلی و بخش‌هایی از شرق ناحیه مشاهده می‌شود، این رژیم بارشی ۴۳/۲۳ درصد از ناحیه مورد مطالعه را در بر می‌گیرد. میانگین ماهانه بارش در سه ماه فصل پاییز به‌ترتیب برابر ۷۵/۹، ۹۶/۵ و ۸۸/۱ میلی‌متر می‌باشد. نکته شایان ذکر این است که در این ناحیه ضریب تغییرات بیش‌تر از ۴۰ درصد بوده و حاکی از تفاوت ماه‌های کم‌باران و پرباران می‌باشد. رژیم بارش زمستانه- پاییزه که عموماً در بخش‌های کوهستانی نیمهٔ غربی ناحیهٔ خزری (بخش‌هایی از ارتفاعات البرز و تالش) و نیز در پهنه‌ای محدود از کوهستان شرقی (۳۵/۹۴ درصد از ناحیه خزری) حاکم می‌باشد. رژیم بارش زمستانه - پاییزه با ناپیوستگی مکانی (۳۵/۹۴ درصد از ناحیه خزری) مشخص می‌شود. قسمت غربی آن در بخش‌های کوهستانی نیمهٔ غربی ناحیهٔ خزری (بخش‌هایی از ارتفاعات البرز و تالش) و قسمت شرقی آن در پهنه‌ای محدود از ارتفاعات جنوبی مشرف بر خلیج گرگان - میانکاله است. اگرچه بخش جنوبی خلیج گرگان - میانکاله در این رژیم منطقی

به‌نظر نمی‌رسد، امّا شواهد موجود حاکی از صحت این طبقهٔ بارشی در ارتفاعات مشرف بر میانکاله است. اول این‌که توزیع ماهانه بارش ارایه شـده در شـکل‌های ۴ و ۵ بر وجود بارش قابل توجه در طی ماه‌های فصل پاییز و زمستان در ناحیه مورد بحث دارد. دوم این‌که، این ویژگی به‌وسیلهٔ عساکره و ورناصری قندعلی (۱۰) نیز ارایه و تأیید شده‌است. این شرایط به‌وسیلهٔ مطالعهٔ حسینی و همکاران (۲۰) توجیه شده‌است. ایشان بر این باورند که فرایند فرارفت (همرفت وزشی) تنها از پرفشار سیبری حاصل نمی‌شود، بلکه پرفشار دریای سیاه به‌ویژه در فصل پاییز نیز نقش عمده‌ای در همرفت وزشی دارد. موقعیت پرفشار دریای سیاه و گردش ساعتگرد هوا در این سامانه موجب می‌شود که بخش‌هایی از نواحی شرقی دریای خزر نیز متأثر شوند. امّا این تأثیر به‌طور بارز در تمامی نواحی مشهود نیست. در ناحیه خلیج گرگان – میانکاله وجود و برهم‌کنش خلیج گرگان (به‌عنوان پهنه آبی محلی) و ارتفاعات مشرف بر آن، نوعی لانه‌گزینی اقلیم‌بارشی (تباین رژیم بارش با اطراف) را مهیا کرده‌است. علاوه براین مطالعات نگارندگان در خصوص شرایط جوّی مذکور، ویژگی‌های یاد شده را تأیید می‌کند (به دلیل محدودیت در ارایهٔ حجم مقاله و به منظور رعایت ایجاز این بخش در مطالعهٔ حاضر ارایه نشده‌است). در این رژیم بارشی کمینهٔ میانگین ماهانه بارش در دو فصل زمستان و پاییز ۶۶/۵ میلی‌متر (ماه ژانویه و فوریه) و بیشینهٔ آن ۹۶/۵ میلی‌متر (ماه اکتبر) می‌باشد. با توجه به نقشه A–۷ تفاوت ماه به ماه بارش در این نواحی کم و این خود حاکی از ثبات فصل بارشی می‌باشد. رژیم بارش بهاره– تابستانه گسترهٔ کم‌تری (۲۰/۸۲ درصد) از ناحیه خزری را پوشش می‌دهد. این رژیم بارشی در بخش‌های جنوبی دریای خزر (ارتفاعات البرز) دیده می‌شود. کمینهٔ میانگین ماهانه بارش در دو فصل بهار و تابستان ۳۳/۷ میلی‌متر (ماه جولای) و بیشینهٔ آن در ماه مارس (۷۷/۲ میلی‌متر) می‌باشد. شکل A–۷ نیز بیانگر ثبات فصل بارشی این رژیم در مقایسه با سایر رژیم‌ها است.

با استفاده از روش‌های معرفی شده، شاخص یکنواختی و نمایه فصلی تهیه شد. این نقشه‌ها به ترتیب در شکل C–۷ و D–۷ ارایه شده‌اند. شکل C–۷ توزیع مکانی نمایه یکنواختی بارش را برای ناحیه خزری نشان می‌دهد. می‌توان گفت که، در بخش‌های ساحلی دریای خزر توزیع بارش متمرکزتر است و با پیشروی به‌سمت مناطق جنوبی ناحیه (بخشی از ارتفاعات البرز) توزیع زمانی بارش یکنواخت‌تر می‌گردد. این خود نشانگر این واقعیت است که در بخش‌های ساحلی دریای خزر بارش در فصل خاصی از سال متمرکز می‌باشد؛ در حالی‌که در ارتفاعات البرز در طول سال توزیع گردیده است. شکل A–۷ نیز مؤید این امر است که در این نواحی تفاوت ماه به ماه بارش نسبت به سایر نقاط کم‌تر و ثبات فصل بارشی بیشتر می‌باشد. بر اساس نقشه‌های حاصل از تحلیل همسازها می‌توان گفت که، در مناطق ساحلی که توزیع زمانی بارش یکنواخت می‌باشد بارش‌های یک تناوبی غلبه بیش‌تری دارند در حالی‌که در مناطقی (ارتفاعات البرز) که بارش در طول سال رخ داده است، سهم حاصل از بارش‌های محلی (دوتناوبی تا شش تناوبی) بیش‌تر می‌باشد. براساس رابطه ۴ (نمایهٔ فصلی بارش) می‌توان سه رژیم بارش برای ناحیهٔ خزری تشخیص داد. شکل D–۷ نشان می‌دهد که، کم‌ترین وسعت مکانی (۶/۲۸ درصد) مربوط به رژیم بارش یکنواخت می‌باشد، که در بخش‌های کوچکی از ارتفاعات البرز دیده می‌شود. ویژگی این رژیم بارشی، توزیع زمانی بارش در طول فصل‌های مختلف سال می‌باشد. می‌توان گفت که این بخش با توجه به موقعیت آن، علاوه بر برخورداری از بارش‌های ناشی از عوامل کلان، از بارش‌های همرفتی و محلی نیز متأثر می‌شوند. از این‌رو تفاوت ماه به ماه بارش بسیار کم است. شکل A–۷ نیز نشان می‌دهد که کم‌ترین ضریب تغییرات ماه به ماه بارش در همین بخش می‌باشد. از سوی دیگر در شکل B–۷ نیز به‌وضوح می‌توان مشاهده کرد که در این مناطق توزیع زمانی بارش در طول سال می‌باشد. این ویژگی بیان‌گر این امر است که تمامی نقاط در طول سال بارش مشابهی را دریافت می‌کنند. گسترده‌ترین رژیم بارشی مربوط به رژیم یکنواخت با یک فصل مرطوب‌تر است. این رژیم بارشی که ۷۶/۱۳ درصد از ناحیه خزری را در برمی‌گیرد، در شرق و غرب ناحیه و جنوب دریای خزر مشاهده می‌شود. مشخصهٔ این ناحیه توزیع بارش در طول فصل‌های مختلف سال همراه با یک فصل پربارش می‌باشد. براساس شکل ۴ می‌توان گفت که، این ناحیه بیش‌ترین بارش خود را در فصل زمستان دریافت می‌کند. بر اساس شکل A–۷ و C–۷ می‌توان گفت که، در این مناطق نمایه یکنواختی بین ۸۰ تا ۹۰ درصد و نمایه ضریب تغییرات بین ۳۰ تا ۵۰ درصد در نوسان است. این خود حاکی از پراکندگی بارش در طول سال می‌باشد. بنابراین، تفاوت ماه به ماه بارش در این نقاط کم‌تر است. رژیم سوم (۱۳/۲۵ درصد مساحت پهنهٔ مورد بررسی) که به رژیم عمدتاً فصلی با یک فصل خشک کوتاه مربوط می‌باشد، خط ساحلی دریای خزر، بخش‌هایی از ارتفاعات تالش و بخش کوچکی از شرق ناحیه را پوشش می‌دهد. با توجه به شکل ۳ و C–۷ می‌توان گفت که این بخش از ناحیه خزری علی‌رغم دریافت بارش سالانه بیش‌تر نسبت به سایر بخش‌ها، از توزیع زمانی بارش متمرکزتر برخوردار می‌باشد. این خود بیانگر تمرکز بارش در یک فصل خاصی از سال می‌باشد. با توجه به شکل ۴ و ۵، فصل پاییز و زمستان به ترتیب اولین و دومین فصل‌های پربارشِ این بخش از ناحیه خزری، به حساب می‌آید. بنابراین، اختلاف زیادی بین ماه‌های کم‌باران و پرباران وجود دارد؛ به‌گونه‌ای که شکل A–۷ نشان می‌دهد که بیش‌ترین ضریب تغییرات در این بخش بیش از ۵۰ درصد می‌باشد.



شکل ۷- A) توزیع مکانی نمایه ضریب تغییرات ماه به ماه بارش (به درصد)، B) توزیع مکانی رژیم‌های بارش ناحیه خزری براساس سهم پراش تناوب‌های مختلف بارشی، C) توزیع مکانی نمایه یکنواختی بارش، D) توزیع مکانی نمایه فصلی بارش ناحیه خزری طی دورهٔ آماری ۱۹۶۶-۲۰۱۶

Figure 7- A) Spatial distribution of coefficient of variation index of month to month precipitation (in percent), B) spatial distribution of Caspian precipitation regimes based on of different harmonics of precipitation, C) spatial distribution of precipitation homogeneity index, D) spatial distribution of the Caspian precipitation seasonal index during the statistical period of 1966-2016

جدول ۲- درصد مساحت رژیم‌های مختلف بارشی ناحیهٔ خزری براساس نمایه فصلی طی دورهٔ مورد مطالعه

Table 2- Percentage of the area of different precipitation regimes in the Caspian region based on the seasonal index during the study period

	یکنواخت Very equable	یکنواخت با یک فصل مرطوبتر Equable with a definite wetter season	عمدتاً فصلی با یک فصل خشک کوتاه‌تر Rather seasonal with a short drier season
درصد مساحت Percentage of the area	6.28	76.13	13.25

نتایج حاصل از مقایسه تحلیل خوشه‌ای، نمایه ضریب تغییرات، نمایه یکنواختی و نمایه فصلی نشان داد که، طبقات بارشی حاصل از نمایه فصلی به‌جهت مشابهت این طبقات با میانگین بارش ماهانه و سالانه به واقعیت نزدیک‌تر می‌باشد. بنابراین، به‌نظر می‌رسد این نمایه بهینه‌ترین شگرد برای تعیین رژیم‌های بارشی ناحیه خزری می‌باشد. درصد پهنه‌های زیر پوشش طبقات این دستگاه طبقه‌بندی در جدول ۲ ارایه شده است.

نتیجه‌گیری

در تحقیق حاضر، با استفاده از داده‌های روزانهٔ ۳۸۵ ایستگاه همدید، اقلیم‌شناسی و باران‌سنجی سازمان هواشناسی کشور و ایستگاه‌های باران‌سنجی وزارت نیرو طی بازهٔ زمانی ۲۰۱۶-۱۹۶۶ (۵۱ سال) جنبه‌های پنهان و توزیع فصلی بارش ناحیه خزری ارزیابی گردید. در این پژوهش تلاش گردید که انواع تناوب‌های بارشی ناحیهٔ خزری (اشکال امواج بلند (سالانه) تا بسیار کوتاه (دو ماهه) استخراج گردد. در مرحله بعد نمایه خوشه‌ای، نمایه ضریب تغییرات، نمایه یکنواختی و نمایه فصلی بارش ناحیه خزری مورد بررسی قرار گرفت.

نتایج حاصل از پژوهش حاضر نشان داد که، میانگین بارش سالانه در خط ساحل به‌ویژه در جنوب‌غربی دریای خزر بیش‌تر است و با دور شدن از ساحل کاهش می‌یابد. در بخش‌های جنوب‌غربی دریای خزر بیشینه بارش در فصل پاییز همچنین در ارتفاعات البرز بیشینه اصلی بارش در فصل زمستان و بیشینه فرعی در فصل پاییز و کمینه بارش در فصل تابستان رخ می‌دهد. ضریب تغییرات ماهانه بارش نشانگر نوسان‌های شدید بارش ماهانه می‌باشد. به‌طوری‌که دامنه آن از ۵ درصد در ماه‌های آوریل و می به ۴۴۰ درصد در ماه اکتبر می‌رسد. با

تغییر فصــل از زمســتان به بهار، تغییرات بارش در ناحیه خزری رو به کاهش اسـت و با تغییر فصـل از تابستان به پاییز، تغییرات بارش سیر صعودی می‌یابد.
نتایج حاصل از تحلیل چرخه‌ها نشان داد که در ناحیه خزری سه طبقه پراش همسـاز متمایز را می‌توان شـناسایی نمود. پراکندگی جغرافیایی این طبقـات نشـــان می‌دهـد کـه تفـاوت این طبقات متأثر از عرض جغرافیایی و فاصله از دریای خزر می‌باشد. نمایه ضریب تغییرات ماه به ماه بارش در ناحیه خزری بین ۱۰ تا ۸۰ درصد در نوسان می‌باشد. این وضـــعیـت بر اختلاف زیـاد نقاط از نظر تغییرپذیری ماه به ماه بارش دلالت دارد. بیش‌ترین ضریب تغییرپذیری ماه به ماه بارش (۶۰ تا ۷۰ درصــد) در خط ســاحلی دریای خزر می‌باشــد. این وضــعیت گویای تغییرات فراوان ماه به ماه و عدم ثبات فصــل بارشـــی در این مناطق اسـت. با دور شـدن از خط ساحلی ضریب تغییرات نیز به‌تدریج کاسته می‌شـــود بـه‌طوری‌کـه در بخش‌هایی از جنوب دریای خزر (ارتفاعات البرز) بین ۱۵ تا ۳۰ درصـد می‌باشـد. این امر گویای تفاوت کمِ بارشِ دریافتی طی ماه‌های مختلف ســال اســت. به‌عبارتی نشــانگر فعالیت ســامانه‌های متنوع باران‌زایی و یا حداقل تداوم ســامانه‌های باران‌زا در این قبیل نقاط و ثبات فصـل بارشی است. نمایه یکنواختی بیانگر این اســـت کـه، عموماً با افزایش بارش رژیم بارش متمرکزتر و با کاهش بارش توزیع زمانی بارش یکنواخت‌تر می‌گردد. بنابراین، در بخش‌های سـاحلی دریای خزر توزیع بارش متمرکزتر است و با پیشروی به‌سمت منـاطق جنوبی نـاحیه (بخشـــی از ارتفاعات البرز) توزیع زمانی بارش یکنواخت‌تر می‌گردد. نمایه فصـلی نشـانگر وجود سه نوع رژیم بارشی در ناحیه خزری می‌باشد. رژیم یکنواخت کم‌ترین وسعت مکانی (۶/۲۸ درصــد) را در بر می‌گیرد. این رژیم بارشـــی در بخش‌های کوچکی از ارتفاعات البرز مشـاهده می‌گردد. مشخصه اصلی این رژیم بارشی این اسـت که، علاوه بر برخورداری از بارش‌های ناشی از عوامل کلان، از بارش‌های همرفتی و محلی نیز متأثر می‌شــوند. رژیم بارش یکنواخت با یک فصـل مرطوب‌تر که گسـترده‌ترین رژیم بارشی (۷۶/۱۳ درصد) است در شرق و غرب ناحیه و جنوب دریای خزر حاکم می‌باشد. ویژگی بارز این ناحیه توزیع بارش در طول فصـل‌های مختلف سـال همراه با یک فصـل پربارش می‌باشـد. رژیم عمدتاً فصـلی با یک فصل خشک کوتاه که ۱۳/۲۵ درصـــد از ناحیه خزری را پوشـــش می‌دهد در خط سـاحلی دریای خزر، بخش‌هایی از ارتفاعات تالش و بخش کوچکی از شــرق ناحیه دیده می‌شــود. توزیع زمانی بارش در این بخش از ناحیه خزری متمرکز می‌باشد.
نتایج حاصـل از مقایسه تحلیل خوشه‌ای، نمایه ضریب تغییرات، نمایه یکنواختی و نمایه فصـلی نشان داد که، طبقات بارشی حاصل از نمایه فصـلی به‌جهت مشابهت این طبقات با میانگین بارش ماهانه و سالانه بـه واقعیـت نزدیک‌تر می‌باشــد. بنابراین، به‌نظر می‌رســد این نمایه بهینه‌ترین تکنیک برای تعیین رژیم‌های بارشی ناحیه خزری می‌باشد. بر مبنای این طبقه‌بندی رژیم بارشـی، سه طبقهٔ رژیم بارشی در ناحیه خزری وجود دارد. وجود این ســه طبقـه گویـای حضـــور و فعـالیت ســیســتم‌های همدید و محلی مختلفی در ناحیه خزری اسـت. در واقع می‌توان گفت که، موقعیت جغرافیایی منحصــر بفرد این منطقه بویژه قرارگیری آن بر جانب جنوبی دریای خزر، استقرار رشته‌کوه‌های مرتفع و توپوگرافی پیچیده همراه با جابه‌جایی مداوم پشته‌ها و ناوه‌های امواج غربی بر روی منطقـه، بروز چنین پیچیـدگی را در ســـاختار بارش منطقه‌ای در پی داشـته است (۲۴). همچنین، گسترش پرفشار سیبری از یک‌سو و گسترش جنوب‌سوی کم‌فشار ایسلند از سامانه‌های اثرگذار در بخش‌هـای غربی نـاحیـه خزری اســـت (۴۰ و ۱۶). علاوه براین گسـترش پرفشـار دریای سیاه و کم‌فشار مدیترانه‌ای (۱۹ و ۵) عوامل مؤثر بر بارش بخش‌های شـرقی ناحیه اسـت. بنابراین شـناخت رفتار تنـاوبی و توزیع زمانی بارشِ ناحیه خزری از ضـــروریات اصـــلی این پژوهش می‌باشـد، بدین جهت پیشـنهاد می‌شود که به شناخت منشا و سازوکار هر یک از بارش‌های ناحیه خزری پرداخته شود.

منابع

1- Abaje I.B., Ishaya S., and Usman S.U. 2010. An Analysis of Rainfall Trends in Kafanchan, Kaduna State, Nigeria. Research Journal of Environmental and Earth Sciences 2(2): 89-96.
2- Albaurrea J., Asın J., Centelles A., and Gonz´alez B. 2003. Spatial-temporal analysis of the precipitation in the Ebro basin. Journal of Hydrology 210: 67–99.
3- Alexandersson H. 1986. A Homogeneity Test Applied to precipitation data. Journal of Climatology, 6:661- 675.
4- Alijani B. 2008. Climate of Iran. Payam Noor University Press, Tehran. (In Persian)
5- Alijani B., Mohammadi H., and Bigdeli A. 2008. The Role of Pressure Patterns on the Precipitation of the South Coast of Caspian Sea. Territory 4(16): 37-52. (In Persian with English abstract)
6- Asakareh H. 2010. An analysis of precipitation regime change in Zanjan province. NIVAR Journal of Meteorological Organization 34(70,71): 63-76. (In Persian with English abstract)
7- Asakareh H., and Razmi R. 2011. Change of the Precipitation Regime in Northwest of Iran. Journal of Climate Research 2(7,8): 99-114. (In Persian with English abstract)
8- Asakareh H., and Razmi R. 2014. Temporal Distribution and Regime of Precipitation of Northwest of Iran. Geographical Researches 29(1): 145-160. (In Persian with English abstract)
9- Asakereh H. 2011. Fundamentals of Statistical Climatology. University of Zanjan Press, Zanjan. (In Persian)

10- Asakereh H., and Varnaseri ghandali N. 2021. Decade changes in monthly mean of precipitation in recent five decades over the Caspian coast of Iran territory. Journal of Climate Research 11(42):31-46. (In Persian with English abstract)
11- Clark S., Reeder M.J., and Jakob C. 2018. Rainfall regimes over northwestern Australia. Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society 144: 458–467.
12- Dalezios N.R., and Bartzokas A. 1995. Daily precipitation variability in semiarid agricultural regions in Macedonia, Greece. Hydrological Sciences Journal 40(5): 569-585.
13- Domroes M., Kaviani M., and Schaefer D. 1998. An analysis of regional and intra-annual precipitation variability over Iran using multivariate statistical methods. Theoretical and Applied Climatology 61: 151-159.
14- Farshadfar E. 2010. Principles and Methods of Multivariate Statistics. Sadaf Publications, Kermanshah. (In Persian)
15- Fetene Z.A., Weldegerima T.M., Zeleke T.T., and Nigussie M. 2018. Harmonic Analysis of Precipitation Time Series in Lake Tana Basin, Ethiopia. Advances in Meteorology 3: 1-9.
16- Ghashghaei Gh. 1996. Investigation of the effect of Siberian high pressure on the autumn Precipitation of the southern coast of the Caspian Sea. Master's thesis of natural geography. Tarbiat Moallem University. (In Persian with English abstract)
17- Ghayoor H.A., and Masoudian S.A. 1998. Spatial study of the uniformity index of temporal distribution of precipitation in Iran. Geographical Researches 13(2,3): 19-28. (In Persian)
18- Ghayoor H.A., Masoodiyan S.A., Azadi M., and Noori H. 2011. Temporal and Spatial Analysis of Precipitation Events in the Southern Coasts of Caspian Sea. Geographical Researches 26(100): 1-30. (In Persian with English abstract)
19- Halabian A.H., Dehghanpour A.R., and Ashori Ghaleroodkhany Z. 2016. Synoptic Analysis of Extreme and Widespread Precipitations in Caspian Eastern Coasts. Geography and Environmental Hazards 5(19): 37-57. (In Persian with English abstract)
20- Hosseini M., Masoodian S.A., and Movahedi S. 2015. Analysis of the Concurrence of Black Sea High Pressure System and Daily Precipitation in IRAN. Geographical Researches 30(1): 1-16. (In Persian with English abstract)
21- Jackson I.J., and Weinand H. 1995. Classification of tropical rainfall stations: a comparison of clustering techniques. International Journal Climatology 15(9): 985–994.
22- Jahanbakhsh S., Abtahi V., Ghorbani M.A., Tadaiyoni M., and Valaei A. 2015. Temporal and Spatial Distribution of Rainfall in Tabriz County Using Hierarchical Cluster Analysis. Geographic Space 15(50): 59-81. (In Persian with English abstract)
23- Jahanbakhsh S., and Karami F. 1999. Synoptic analysis of the effect of Siberian high-pressure on precipitation on the southern coasts of the Caspian Sea. Geographical Researches 54,55: 107-131. (In Persian)
24- Janbaz Ghobadi Gh.R., Mofidi A., and Zarrin A. 2011. Recognizing the Synoptic Patterns of Wintertime Heavy Precipitation in the Southern Coast of the Caspian Sea. Geography and Environmental Planning 22(2): 23-40. (In Persian with English abstract)
25- Justino F., Setzer A., Bracegirdle T.J., Mendes D., Grimm A., Dechiche G., and Schaefer C.E.G.R. 2010. Harmonic analysis of climatological temperature over Antarctica: present day and greenhouse warming perspectives. International Journal Climatology 31(4): 1-17.
26- Kadioglu M., Ozturk N., Erdun H., and Sen Z. 1999. on the precipitation climatology of Turkey by harmonic analysis. International Journal Climatology 19: 1717-1728.
27- Kansakar S.R., and Hannah D.M., Gerrard J., and Rees G. 2004. spatial pattern in the precipitation regime of Nepal. International Journal Climatology 24(13): 1645–1659.
28- Karagianndis A., Bloutsos A., Mahers P., and Sachsamanoglou Ch. 2008. Some statistical characteristics of precipitation in Europe. Theoretical and Applied Climatology 91: 193-204.
29- Khalili A. 1973. Precipitation patterns of Central Elburz. Theoretical and Applied Climatology 21(2): 215–232.
30- Khorshiddoust A.M., and Shirzad A.A. 2014. The Study of Precipitation in North of Iran Using Cluster and Discriminative Function Analyses. Journal of Geography and Planning 18(49): 101-118. (In Persian with English abstract)
31- Khoshhaldastjerdi J. 1997. Analysis and presentation of synoptic climatological models for precipitation of more than one hundred millimeters on the southern coasts of the Caspian Sea. Ph.D Thesis in Natural Geography. Trabiat Modares University. (In Persian with English abstract)
32- Kirkyla K.I., and Hameed S. 1989. Harmonic analysis of the seasonal cycle in precipitation over the united state: Acomparison between observations and a general circulation model. Journal of Climate 2(12): 1463-1475.
33- Lana A., Campins J., Genov´es A., and Jans A. 2007. Atmospheric Patterns for Heavy Rain Events in The Balearic Islands. Advances in Geosciences 12: 27-32.
34- Livada I., and Asimakopoulos D.N. 2005 . Individual seasonality index of rainfall regimes in Greece. Climate Research 28(2): 155–161.
35- Livada I., Chralambous G., and Assimakopoulos M.N. 2008. Spatial and temporal study of precipitation characteristics over Greece. Theoretical and Applied Climatology 93: 45-55.

36- Lyra G.B., Oliveira-J ´ unior J.F., and Zeri M. 2014. Cluster analysis applied to the spatial and temporal variability of monthly rainfall in Alagoas state, Northeast of Brazil. International Journal Climatology 34: 3546–3558.
37- Martinez M.D., Lana X., Burgueno A., and Serra C. 2007. Spatial and temporal daily rainfall regime in Catalonia (NE Spain) derived from four precipitation indices, years1950–2000. International Journal Climatology 27(1): 123–138.
38- Masoodiyan S.A. 2003. Investigation of Precipitation Geographical Dispersion In Iran through Rotated Factor Analysis. Geography And Development Iranian Journal 1(1): 79-87. (In Persian with English abstract)
39- Masoodiyan S.A. 2005. Identification of precipitation regimes in Iran by cluster analysis. Geographical Research Quarterly 37(1): 47-59. (In Persian)
40- Masoodiyan S.A. 2011. Climate of Iran. Sharia Toos Press, Mashhad. (In Persian)
41- Masoodiyan S.A., and Ataei H. 2005. A Cluster Analysis of Prcipitation Seasons of Iran. Research Bulletin of Isfahan University (Humanities) 18(1): 1-12. (In Persian with English abstract)
42- Mohammadi H., Azizi Gh., Taghavi F., and Yousefi Y. 2011. Temporal and Spatial Variability of Maximum Monthly Precipitation over Southern Parts of The Caspian Sea. Physical Geography Research Quarterly 43(75): 1-18. (In Persian with English abstract)
43- Nastos P.T., and Zerefos C.S. 2010. Cyclic Modes of the Intra-annual Variability of Precipitation in Greece. Advances In Geosciences 25: 45–50.
44- Oliveira-Júnior J.F., Góis G., and Coll Delgado R. 2017. Cluster analysis identified rainfall homogeneous regions in Tocantins state, Brazil. Bioscience Journal 33(2): 333-340.
45- Pohl E., Gloaguen R., and Seiler R. 2015. Remote Sensing-Based Assessment of the Variability of Winter and Summer Precipitation in the Pamirs and Their Effects on Hydrology and Hazards Using Harmonic Time Series Analysis. Remote Sensing 7: 9727-9752.
46- Pourasghar F., Jahanbakhsh S., Sari saraf B., Ghaemi H., and Tadayoni M. 2013. Precipitation Regime in South Part of Iran Studying of Iran. Journal of Geography and Planning 17(44): 27-46. (In Persian with English abstract)
47- Razmi R. 2010. Precipitation regime change in Azerbaijan of Iran. M.A physical Geography (climatology) thesis. Zanjan University. Faculty of Human Science. (In Persian with English abstract)
48- Reiser H., and Kutiel H. 2007. The rainfall regime and its uncertainty in Valencia and Larnaca. Advances in Geosciences 12: 101–106.
49- Saligheh M., Nasserzadeh M.H., and Chehreara Ziabari T. 2016. Study of the relation between NCPI and CACO indices with autumn precipitation of Southern Coast of Caspian Sea. Journal of Applied Researches in Geographical Sciences 16(43): 217-238. (In Persian with English abstract)
50- Scott C.M., and Shulman M.D. 1979. An Areal and Temporal Analysis of Precipitation in the Northeastern United States. Journal of Applied Meteorology 18: 627-633.
51- Tarawneh Q. 2016. Harmonic analysis of precipitation climatology in Saudi Arabia. Theoretical and Applied Climatology 124: 205-217.
52- Tarawneh Q., and Kadoglu M. 2003. An analysis of precipitation climatology in Jordan. Theoretical and Applied Climatology 74: 123-126.
53- Walsh R.P.D., and Lawler D.M. 1981. Rainfall seasonality spatial patterns and change through time. Weather 36(7): 201–208.

Journal of Water and Soil
Vol. 35, No. 3, Jul.-Agu. 2021, p. 445-459

نشریه آب و خاک (علوم و صنایع کشاورزی)
جلد ۳۵، شماره ۳، مرداد – شهریور ۱۴۰۰، ص. ۴۵۹-۴۴۵

Identifying the Precipitation Regime of the Iranian Coast of Caspian Sea

H. Asakereh[1]*- N. Varnaseri Ghandali[2]
Received: 23-11-2020
Accepted: 15-03-2021

Introduction: Precipitation is one of the most important climatic variables playing a decisive role for different purposes. Temporal changes in precipitation affect many climatic and environmental phenomena (such as runoff, floods, air temperature, and humidity) as well as many human activities (such as agriculture and housing). The precipitation regime includes all characteristics and statistics of precipitation in relation to its distribution throughout the year, and the temporal distribution of precipitation according to the months or seasons of the year is called the "Precipitation Regime."

Materials and Methods: The daily data of 385 stations were obtained from Iran Meteorological Organization and the Ministry of Energy for the period of 2016-1966 (51 years). The hidden aspects of precipitation and precipitation regime of the Iranian coast of Caspian Sea were studied. At first, these stations were used in order to create maps with a spatial resolution of 3 × 3 km, and the general specifications of the monthly and annual precipitation were presented. Sinusoidal behaviors of monthly precipitation in each pixels were then investigated. Accordingly, first to sixth harmonics were extracted. Finally, the cluster analysis method was used based on the Euclidean distance and the "Ward" method of linkage to identify the spatial patterns of precipitation based on the contribution of different periodic and its zoning. Then, the homogeneity and seasonal index of precipitation was estimated.

Results and Discussion: The results show that the mean annual precipitation is higher on the coastline, especially in the southwest of the Caspian Sea, and decreases as it passes from the coast. In the southwest parts of the Caspian Sea, maximum precipitation occurs in the autumn. At the Alborz highlands, the maximum and minimum precipitation fall during winter and summer, respectively. The monthly precipitation coefficient of variation indicates that with seasonal changes from winter to spring, precipitation changes in the Caspian region are declining, and with changes in seasonal precipitation from summer to autumn, precipitation changes are in the ascendant. The largest variability coefficient of the month to month of the precipitation (60 to 70 percent) was calculated at the coastline of the Caspian Sea. This shows notable month to month precipitation changes and seasonal instability in these areas. The coefficient of variation is gradually reduced by distance from the coastline. The lowest coefficient of variation was obtained in the southern parts of the Caspian Sea (the Alborz altitudes) between 15% and 30%. This suggests a small difference in rainfall over the course of the months. In other words, they indicate the activity of various rainy systems, or at least the continuity of rainy systems in these areas, and the stability of the precipitation season. The homogeneity index indicates that the precipitation distribution is more concentrated in the coastal areas of the Caspian Sea, and it becomes more uniform with the advance towards the southern parts of the area (part of the Alborz heights). The seasonal precipitation index of the Caspian Sea region indicates three types of precipitation regime. The lowest spatial extent (6.28%) is related to the uniform precipitation regime, found in small parts of the Alborz heights. The most abundant regime has a wetter season. This precipitation regime, which includes 76.13% of the Iranian coast of Caspian Sea, is observed in the eastern and western regions of the Caspian Sea. The third regime (13.25% of the study area), which is mainly seasonal with a short dry season, covers the Caspian Sea coastline, parts of the Talesh heights, and a small part of the eastern region.

Conclusion: The results revealed that the precipitation classes obtained based on the seasonal index were closer to the reality due to the similarity of these classes with the average monthly and annual precipitation. Therefore, this index seems to be the most optimal tool for determining precipitation regimes in the Caspian region. According to this precipitation regime classification, there are three classes of precipitation regime in the Caspian region. The existence of these three classes indicates the presence and activity of different synoptic and local systems in the

1 and 2- Professor of Climatology and Ph.D. Student in Climate Changes, University of Zanjan, Zanjan, Iran, respectively.
(*- Corresponding Author Email: asakereh@znu.ac.ir)
DOI: 10.22067/jsw.2021.67063.0

Caspian region.

Keywords: Caspian region, Coefficient of variation index, Homogeneity index, Precipitation regime, Seasonal index